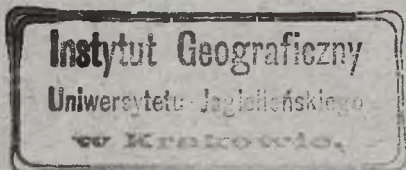
MIRO Cav. DI SAWICKI

N PROFILO MORFOLOGICO

ATTRAVERSO L'APPENNINO

ESTRATTO DALLA *RIVISTA GEOGRAFICA ITALIANA*
Anno XVI. — Fascicolo VI-VII. — 1909.

FIRENZE
TIPOGRAFIA M. RICCI
Via San Gallo, 31
—
1909

UN PROFILO MORFOLOGICO

ATTRAVERSO L'APPENNINO

Osservazioni del Dott. LUDOMIRO Cav. DI SAWICKI.

In una mia precedente relazione pubblicata sulle pagine di questa stessa « Rivista » (1909, fasc. I) io ho esposto riassuntivamente i risultati di un mio studio morfologico della regione fra Imola e Firenze. Torna ora opportuno, a maggiore intelligenza delle cose scritte, presentare, specialmente nell'interesse di coloro che vorranno far progredire la indagine morfologica dell'Appennino, i dati d'osservazione su cui sono basate le mie conclusioni.

Come accennai già nella memoria precedente, l'arco dell'Appennino convesso verso NE, presso Firenze si divide in due regioni fondamentalmente diverse sotto ogni aspetto, un arco esterno con i caratteri e l'aspetto dei monti a catena: ed una tipica regione a bacini. Le forme cave che dànno la caratteristica al paesaggio sono là le valli, qui i bacini. L'arco esterno si divide poi, per la sua struttura e per la costituzione litologica e quindi anche per la morfologia, in tre zone parallele: la pliocenica, la miocenica e l'eocenica. Ciascuna di queste sarà qui esaminata successivamente.

I. — **La zona marginale pliocenica.**

Sopra l'imponente bassopiano del Po nei dintorni di Faenza-Imola, presso il suo margine meridionale si eleva, per 250-300

metri, una regione collinosa, la quale è costituita da depositi pliocenici quasi orizzontali, i quali non furono mai piegati e che pendono dolcemente verso la pianura. Il Braun (1) ha stabilito per il vicino Appennino bolognese, che il pliocene rappresenta una trasgressione marginale del mare, la quale ricoprì una regione vecchia con ampie valli, nelle quali il pliocene deposto in trasgressione penetrò fino a 18 km. verso monte. Dopo il pliocene medio ebbe luogo il sollevamento del fondo del mare, così che l'astiano mostra già formazioni costiere e il villafranchiano *facies* tipicamente continentale. Il fondo di mare sollevato appare però oggi come pianura costiera incisa dai corsi d'acqua.

Lo stesso vale anche per la zona marginale pliocenica presso Imola e Faenza, soltanto che qui noi non riconosciamo in alcun modo insenature plioceniche simili a *rias*. La pianura costiera pliocenica ha, presso il margine meridionale, il decorso di una costa quasi rettilinea, quale è caratteristica per un penepiano sommerso o di una regione già del tutto invecchiata. Questo limite meridionale non è un confine di denudazione, ma una spiaggia momentanea, alla quale corrisponde una fascia di formazioni gessose e deltizie. Il gesso molto impuro rappresenta uno strato eminentemente resistente, che perciò si manifesta sotto forma di ripidi dossi e permette di riconoscere facilmente il limite meridionale della zona marginale pliocenica. Esso corre, traversando le maggiori valli, dal M. Bicocca (355 m.) a SE di Brisighella nella valle del Lamone per la rocca di quella località al M. Mauro (515 m.), alla Torricina (425 m.), M. del Casino (475 m.), M. dell'Acqua salata (487 m.). Questa linea morfologica separa in modo preciso la regione pliocenica dalla zona miocenica. I dossi sono rocciosi ed accompagnati da falde detritiche, poichè le testate dei banchi immersi verso nord interrompono il lato meridionale dove le tenere argille mioceniche vengono rapidamente denudate, onde sono facili gli strapiombi, come si vede bene

---

(1) Braun (G.), *Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appennin*, « Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin », 1907, n. 7-8. — Cfr. anche l'ampia analisi che ne fece il Dott. Stefanini in « Riv. Geogr. », fasc. VIII, 1908.

presso Ponte Monterone sul Senio e presso Tossignano sul Santerno. Qui vicino ebbe luogo pure una piccola frana, il cui materiale frammentizio ricopre il fondo della valle con giacitura caotica. Dove la zona gessosa traversa le valli, queste si restringono e formano una *porta,* come si vede specialmente bene sul Senio sopra Rivola. Anche nelle altre valli sporgono ripide rupi le quali furono occupate già da antico tempo da castelli di vedetta (Brisighella) o da villaggi (Tossignano).

A contatto con la zona del gesso sono depositi ciottolosi di delta pliocenici, che le correnti d'allora costruivano nel mare sulla costa pliocenica. Tali alluvioni deltizie io potei osservare nella valle di Mescola sopra Borgo di Tossignano, dove con le argille plioceniche si alternano specialmente arenarie, ma anche ciottoli calcarei. Da questi depositi deriva anche la ricchezza così notevole in alluvioni del fondo della valle, i singoli ciottoli delle quali raggiungono fino la grossezza di una testa. I depositi pendono di 10–12 gradi verso nord-est. Sopra di essi giace una potente coltre di sabbia ed argilla, delle quali è costituita l'intera regione collinesca. Gli strati sono quasi orizzontali, influendo con ciò sul carattere della regione. Questa è una pianura costiera sollevata, non piegata, ma notevolmente incisa. Le sommità ed i dossi non hanno ormai più superficie piana, ma si elevano regolarmente verso monte dalla pianura verso la zona del gesso. Così è dei dossi ad oriente della valle del Santerno, che da Ponticelli scende alla strada Imola–Rivola (296, 291, 286, 257, 213, 141 m. ecc.); così dei dossi ad oriente del Senio che si elevano da Rivola regolarmente verso Pideura (49, 67, 88, 130, 193, 235, 276 m.). Ma non si sono conservati resti della superficie della pianura costiera. La pendenza di questa superficie doveva raggiungere circa il 30 ‰, ciò che prova non solo un sollevamento, ma anche debole inclinamento.

Nel momento del sollevamento s'affondarono i fiumi conseguenti provenienti dalla retroterra e i ruscelli inseguenti subito formatisi, e gli uni e gli altri smembrarono la pianura. L'erosione, non ostante la sua corta durata, ha già fatto grandi progressi nella tenera roccia, così che oggi

per la formazione delle valli nella zona pliocenica è caratteristico:

1° La maturità delle forme nella parte profonda delle valli;

2° Il ringiovanimento penetrato fino alle regioni sorgentifere superiori;

3° Le tracce che nelle valli principali il ringiovanimento avvenne in parecchie tappe.

Tutte le grandi valli hanno verso la pianura ampî sbocchi imbutiformi, i cui fondi divengono larghi fino a 4 km.; verso monte si restringono, ma nella zona pliocenica rimangono sempre notevolmente ampî; quello della valle del Santerno e della valle del Lamone hanno, a nord della stretta del gesso, ancora sempre 1 $^1/_2$–2 km. di larghezza. Anche le valli laterali hanno il fondo talora slargato, come la Mescola. Ma qui sono sempre le forme mature e dolci. Noi comprendiamo che, sebbene l'affondamento delle valli sia molto intenso, il loro maturarsi è già molto progredito grazie alla piccola altezza relativa ed alla mollezza delle rocce.

E tanto più ci meravigliamo, se noi saliamo su qualche altura pliocenica, come la Croara o M. Maggiore ad occidente di Casal Fiumanese o il M. S. Rinaldo (a nord di Brisighella), e gettiamo lo sguardo sul reticolato sottile e straordinariamente denso di vallecole. dal quale i pendii meridionali di alcune cime sono come invase. Innumerevoli vallecole tipiche, che sebbene di minime dimensioni hanno forme straordinariamente aspre, ricoprono così densamente le ripide falde, che quasi non vi si può camminare. Sono questi i così detti *calanchi*, l'origine dei quali noi abbiamo spiegato nel precedente nostro scritto (pag. 12), mostrando, fra altro, perchè essi sono limitati ai pendii esposti a mezzogiorno e relativamente ripidi. Sui fianchi dei poggi volti a settentrione, dove l'umidità nel suolo si mantiene più a lungo, favorendo gli smottamenti, le frane impediscono lo sviluppo dei calanchi; questi del resto sono ora solo nelle regioni sorgentifere dei torrenti e nella metà meridionale più elevata della zona pliocenica; nella settentrionale più bassa i pendii hanno raggiunto già forme più mature.

Se consideriamo ora più esattamente i fondi vallivi delle correnti maggiori noi troviamo che essi non sono unitarî, ma che finiscono verso la valle del Po in una serie di bassi terrazzi con relativi coni di deiezione. La differenza delle altezze dei terrazzi è insignificante; poichè essi dipendono l'uno dall'altro geneticamente e rappresentano, come noi vedremo, il terrazzo principale delle valli medie del Santerno, del Senio e del Lamone. Nella valle del Santerno io contai tre di questi terrazzi locali sulla riva sinistra, separati da scarpate spesso molto dolci alte 4–5 m. Solo il più elevato è del tutto rimarchevole, gli altri due sono attenuati dalle coltivazioni agrarie e dall'intenso dilavamento. Il terrazzo principale (β) presso Pila Cipolla, ad est di Casal Fiumanese, 20 m. sopra l'odierno livello del fiume, è ben segnato in tutta la orizzontalità della sua superficie e nella notevole ampiezza. Si tratta di una forma d'erosione, poichè il bel spaccato presso la riva ci mostra 15 m. di argilla grigia quasi priva di stratificazione, la cui inclinazione da singoli banchi di ciottoli si può determinare di appena 15° verso nord, e che sale quasi fino al piano del terrazzo. Su di esso sorge Codrignano (87 m.).

Sulla riva sinistra la forma maggiore è un terrazzo molto più basso (75 m., α) elevato solo 5 metri sul livello del fiume. Resti del terrazzo β sono presso Casal Fiumanese quasi del tutto cancellati, ma proprio qui vi sono tracce di terrazzi ancora più elevati a 120 m. (fig. 1ª); sulla cui superficie è appunto pittorescamente costruito lo stesso Casal Fiumanese. Il torrentello Casale ha inciso il terrazzo con una stretta valle, ora già matura e che sbocca al livello α, ma un piccolo gradino della valle al di sopra di questa stretta mostra il punto fino al quale è penetrato il ringiovanimento causato dal livello α; al di sopra del gradino il suolo della valle appartiene allo sviluppo β. Presso il terrazzo di Casal Fiumanese si vede evidentemente come esso incida gli strati pliocenici pendenti debolmente verso nord e come sia di origine fluviale, poichè su di esso son distese ghiaie fluviali per la potenza di un metro.

Fig. 1ª

Anche nella valle del Senio è un terrazzo alto 20-30 metri nei dintorni di Riolo e di Rivola. Dati altimetrici più esatti non si possono dare senza fare misure speciali, poichè sulle carte topografiche italiane le località hanno molte quote, ma non così i fiumi. Lo stesso vale per la valle del Lamone.

II. — La zona miocenica.

Traversate le strette del gesso noi entriamo nella regione miocenica. Essa è costituita specialmente d'arenaria, la quale è spesso poco compatta per mescolanza di argilla e per intercalazioni argillose, e, solo raramente, per presenza di materia calcarea, passa in una sabbia calcarea spesso scistosa. Perciò il complesso è notevolmente più resistente che non il terreno pliocenico, ma tuttavia più soggetto alla denudazione che non l'eocene ancora più resistente. I banchi di questi depositi non pendono del tutto regolarmente verso nord, come il pliocene, così che si possa parlare di una doppia pianura costiera, ma essi sono, sebbene debolmente, piegati. Se percorriamo in discesa la vallata del Lamone, noi osserviamo da un lato l'alternarsi della direzione degli strati, dall'altro il variare dell'angolo d'immersione. Presso Maradino l'inclinazione è verso NE, più in basso per breve tratto gli strati sono orizzontali, quindi s'immergono sempre più fortemente verso SO, finchè verso S. Martino sono verticali. Qui è il nucleo di un ampio anticlinale, la di cui gamba settentrionale pende sempre più debolmente verso NE ed alla fine presso Brisighella penetra sotto i gessi. Io potei seguire il culmine di questo grande anticlinale, quando traversai lo spazio interfluviale fra la valle del Santerno e quella del Lamone, da S. Cassiano per C. Malanca (771 m), M. Cece (762) verso Baffadi ed oltre fino al Ponte Nuovo presso Valsalva. Quindi la struttura della zona miocenica è dovuta ai movimenti tectonici, in ogni caso deboli, prepliocenici e postmiocenici.

Al tempo nel quale il mare pliocenico giungeva fino alla zona del gesso, cioè a 300 m. di altezza, l'erosione aveva nella

retroterra di questo prodotto uno stato di vecchiezza della sua superficie, ciò che, come opportunamente nota il Braun, è mostrato dalla sottile sedimentazione presso la riva del mare pliocenico (prevalentemente argille, che giacciono in potenti masse sopra le alluvioni deltizie e che potevano, data la loro finezza, essere solo portate da fiumi di una regione invecchiata). Infatti, quando ci si porta sopra le elevazioni del territorio miocenico, sembra talora possibile scoprire resti di questa antica superficie. Di un penepiano non si può certamente in alcun modo parlare, almeno non se ne è conservato traccia, ma è tuttavia sicuro che l'intero territorio si abbassava dolcemente verso la riva pliocenica (1) e che questo territorio era attraversato da valli molto ampie e piatte. La veduta dei dossi sopra C. del Gesso presso S. Cassiano è sotto questo riguardo molto istruttiva, poichè essa ci mostra le tracce di un antico fondo della valle solo 100–150 m. più basso dell'altezza dei dossi (vedi fig. 2ª). Simile significato ha una serie

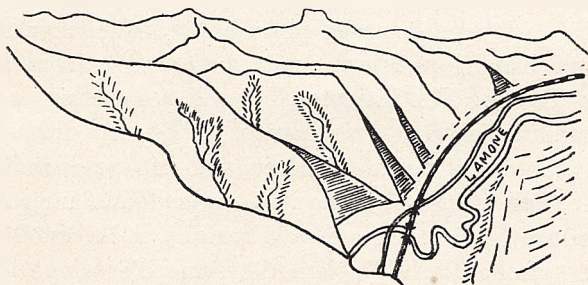



Fig. 2ª.

di altre tracce, così le superficie invecchiate dei pendii, che nella valle di Sintra presso Val di Fusa salgono fino a 540 m. e nello stesso luogo i termini simili a circhi delle valli pensili, perchè oggi prive d'acqua, che successivi ringiovanimenti non hanno ancora raggiunto. Questo intero ciclo è pliocenico,

---

(1) Anche oggi i rilievi interfluviali s'abbassano regolarmente, come ce lo mostra in modo evidente per esempio uno sguardo dal Monte Cece verso ovest, per il dosso il quale finisce con un gradino verso sud al Monte Faggiola (1031). Il gradino stesso (da 800 a 1000 m.) è una forma complessa, cioè il margine settentrionale dell'Appennino eocenico.

come i depositi ciottolosi e argillosi nel frattempo formatisi in mare.

Completamente modificate furono le condizioni morfologiche di allora, quando, simultaneamente con il sollevamento postpliocenico od infrapliocenico della regione, la erosione in profondità cominciò il suo lavoro intensivo. Essa ha inciso l'intero territorio con un fitto reticolato fluviale, che nel frattempo è per lo più già maturato. Anche qui noi riconosciamo una serie di fasi di erosione, il cui prodotto è un sistema di terrazzi delle valli principali, mentre il ringiovanimento dell'ultima fase talora non è penetrato nelle valli secondarie, o punto, o ancora non ampiamente. In generale si giunge a ricostruire tre fasi di erosione, di cui la prima e più lunga è penetrata rendendo mature le forme già nelle valli laterali, e nelle valli principali determinò il livello del terrazzo principale, mentre la seconda ebbe per conseguenza solo la distruzione del terrazzo principale e la formazione del basso, e di recente inciso anche questo, incastrò in esso meandri e si affondò così rapidamente, che alcuni piccoli rivi che sboccano sopra banchi resistenti non poterono ancora adattarsi al nuovo livello. Nell'insieme le valli secondarie, a seconda della intensità del ringiovanimento, si possono distinguere in quattro gruppi già da me indicati nel mio precedente scritto (pag. 14). Tale serie si riscontra procedendo lungo le valli dalla pianura, cioè nella stessa direzione nella quale penetrò il ringiovanimento. Nell'insieme le forme d'erosione sono, specialmente nel miocene, alquanto diverse che non nel pliocene a causa della differenza del materiale, poichè:

1) il miocene (sabbie) è più sciolto che non il pliocene (argille) e 2) è più consistente. Perciò da un lato l'arrotondamento delle forme a calanchi, che anche qui compaiono minute e reticolate e dei dossi che le separano, dall'altro l'appianamento delle valli principali tostochè compare il miocene.

Ed ora esaminiamo le singole valli per imparare a conoscere le leggi sopra stabilite.

a) *La Valle del Santerno.* Nella stretta causata dalla zona del gesso i terrazzi scompaiono. Solo sottili risalti sul fianco della valle fra Borgo e S. Giovanni tradiscono la loro altezza.

Per primo lo stesso S. Giovanni giace a 151 m. (β, + 45 metri) (1) su di un piano terrazzo sotto il quale si trovano ancora (fig. 3ª) tracce di un terrazzo a 130 m. (+ 25 α); a

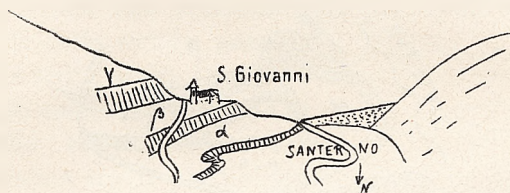



Fig. 3.ª

questo livello sbocca anche il grande cono di deiezione sull'altra riva presso Prato. Più in alto, a + 65 m. si trovano ancora indizî di un terrazzo. Il terrazzo β, taglia, come si può spesso osservare, gli strati ed è coperto da un deposito potente 1 m. di ciottoli fluviali. Da S. Giovanni in giù il Santerno corre in ripetute svolte sopra un ampio fondo recente della valle. Proprio superiormente esso mostra al livello α meandri incastrati (fig. 4ª); le vallette laterali, per

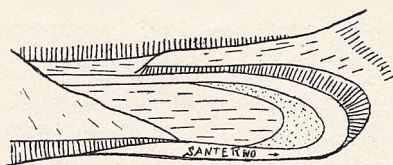



Fig. 4ª.

esempio quella di Prato, mostrano forme molto giovani ed appena tracce di più antiche. Più a sud i ruscelli laterali poterono solo incidere strette gole presso lo sbocco, senza intaccare fortemente i terrazzi. La cittadina di Fontana Elice ha utilizzata (fig. 5ª) questa condizione stabilendosi su un lembo di terrazzo abbastanza ampio e piano β, fra due recenti gole. Tanto nella gola settentrionale, quanto sul dosso interfluviale, che porta la città, si trovano resti del ciclo α, là in forma

---

(1) + 45 significa 45 metri sopra l'odierno fondo della valle; α è il terrazzo basso, β il principale.

di un dolce fondo di valle superiormente alla vera gola, qui in forma di un terrazzo non molto ampio. Le gole causate dal recente ringiovanimento sono difficilmente transitabili.

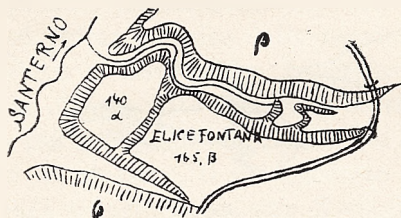



Fig. 5ª.

Più a sud specialmente i ruscelli piccoli sboccano già con gradini, così presso il punto 160. Il terrazzo β, sul quale conduce la strada, si espande relativamente sempre più; esso diviene la forma dominante nella valle ed i meandri appaiono profondamente incastrati, specialmente cominciando dal profondo meandro presso Filetto (fig. 6ª), che già sul ter-

Fig. 6ª.

razzo α ha lasciato tracce del suo corso tortuoso. Lo spazio occupato dal terrazzo α (+ 30 m.) e specialmente dal β (+ 50 m.) è già molto maggiore della estensione dell'odierno fondo della valle. Inoltre α si allarga potentemente, inciso dalla recente gola del rio Busco, che la strada traversa con grande ponte. Di fronte, il ruscello che sbocca presso il punto 203 m., forma, su di un banco d'arenaria, una cascata alta 10 metri. Ancora più belli sono gli sbocchi a gradino che il ruscello della valle di Merca supera con una cascata alta 25 metri, e che quindi sbocca anche oggi al livello α, e più a

monte il gradino di sbocco alto 40 m. (quindi corrispondente a β) del rio di fronte ad Osteria la Corte (fig. 7ª). La maggiore vicina valle di Pezzolo, raggiunta dal ringiovanimento, ha potuto scavarsi una profonda gola per 40–50 m., sopra la quale i ponti della strada passano con grandi e arditi archi. La strada dopo Pezzolo conduce sul pendìo di sinistra della valle precisamente presso il confine fra il pendìo più vecchio e quello ringiovanito. In questa valletta di nuovo i rivi laterali sboccano con gradini e cascate, così che il torrentello presso la grande svolta della strada verso nord, come pure il torrentello, che discende dal M. Bernasino ed anche il torrentello presso Molino Vicchio, sboccano con una cascata, come il rio di Pezzolo con una serie di cateratte.

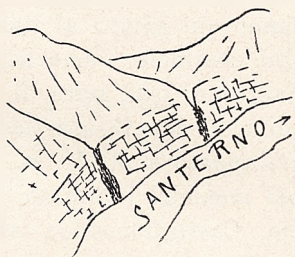



Fig. 7ª.

La superficie del terrazzo β, finora del tutto piana superiormente a Castel del Rio, diviene alquanto ondulata; evidentemente l'appianamento suo qui non era così inoltrato, come più in basso; ma i terrazzi tagliano sempre in modo chiarissimo gli strati, che presso S. Miniato pendono per 25–30° verso nord. L'intera valle diviene alquanto più ristretta, sebbene il materiale che costituisce i monti non muti in resistenza, evidentemente perchè la maggiore altezza della regione non ha permesso qui che le forme maturassero. Presso Ponte Nuovo è ben visibile l'anticlinale, che continuando da S. Cassiano Baffadi, qui traversa la valle del Santerno; il suo nucleo non è così ripido come nei dintorni di Baffadi, dove gli strati talora sono verticali. Nella sua gamba meridionale noi vediamo già complicazioni tectoniche, così presso Castiglioncello una frattura.

Il terrazzo β, che per qualche tratto mancava, appare di nuovo in bei resti presso Valsalva e si eleva ripido verso Castiglioncello. Il suo pendìo è qui straordinariamente erto (Castel Rio 250 m., Valsalva 297 m., Castiglioncello 347 m., –20 ‰); noi ci avviciniamo alla regione dove anche questo ciclo, il quale più in basso ha già così notevolmente amplificato la valle

e ha favorito lo sviluppo di meandri, non è ancora maturato; dove il ringiovanimento spettante al terrazzo β si fonde in uno unico col recente, cessa il paesaggio a terrazzi. Qui si presenta pure con l'eocene un materiale più resistente, il quale fu soggetto a maggiori pressioni orogenetiche, e quindi noi siamo qui giunti al limite di una nuova regione morfologica. Qui comincia anche la parte simile a gola della valle del Santerno; qui, pure, il limite fra Romagna e Toscana non coincide con lo spartiacque. Anche il terrazzo α, ancora ben sviluppato a 30–40 m. sopra la valle presso Moraduccio, con bei meandri incastrati e alcuni sbocchi a gradini (Moraduccio, Castiglioncello), scompare presso questo limite morfologico.

b) *La valle del Senio.* Anche in questa le condizioni morfologiche sono simili a quelle della valle del Santerno, quindi basteranno poche parole sopra i particolari. La struttura è anche qui spesso visibile nel modo più evidente; gli strati miocenici piegati presso Rivacciola in un anticlinale ripido ma locale pendono debolmente già presso Baffadi (20°) verso NE, più a valle essi inclinano sempre più dolcemente (10–15° presso Càsola Valsenio) immergendosi alla fine sotto la zona del gesso. Il ringiovanimento è notevole, come nella valle del Santerno; là dove questo è già penetrato fin sotto le cime esso ha determinato in queste un denso reticolato di calanchi. Baffadi si trova su un terrazzo alto 40–50 m., nel quale il fiume si è scavato un cañon con ripide pareti; esso rappresenta il livello β. L'ampiezza dell'odierno fondo della valle presso Villa, ove esso si allarga, raggiunge ancora sempre solo 50 m. di fronte ai 3–600 del terrazzo β. Fra i due si vede talora un terrazzo più basso α (+ 10 m.). Tipico è il paesaggio presso Càsola Valsenio (fig. 8ª): il meandro fluviale profondamente e ripidamente incastrato, il terrazzo α assai poco accentuato, β molto ampio; sull'ultimo giace la località abitata e conduce la strada. Quattro km. più in basso scompaiono del tutto i terrazzi, e la valle passa in stretta — corrispondentemente, a quanto sembra, ad un debole anticlinale trasversale — la zona dei gessi inferiormente a Ponte Monterone.

Le valli laterali sono tutte ringiovanite, ma in diverso

grado; le maggiori hanno già distrutto gli antichi fondi e sboccano a livello, così il rio Bagno presso Baffadi e di fronte il torrente presso Osteria Cozzetto; similmente avviene del ruscello che sbocca presso Càsola Valsenio; i più piccoli hanno

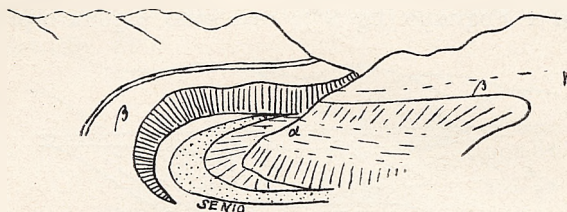



Fig. 8.ª

invece ancora sbocco a gradino, così che la valletta presso Ponte ha un gradino di sbocco alto 30 m. ed una cateratta, e il rio che sbocca presso il Molino d'Arsella ha appena inciso il suo letto nel terrazzo. Quindi anche nella valle del Senio noi riconosciamo le tracce del ciclo principale, durante il quale il territorio giunse già a maturità, e di uno più giovane durante il quale non ovunque si giunse ad intaccare e rispettivamente a distruggere le forme del più vecchio, perchè esso durò troppo poco. Entrambi i cicli sono più giovani di quello grande pliocenico di cui è traccia più in alto e si devono quindi considerare come pleistocenici.

c) *La valle del Lamone.* Su questa valle, che sotto ogni aspetto somiglia a quella del Santerno, dirò solo poco; il tempo che potei impiegare alla sua osservazione fu troppo breve ed inoltre il mio amico Dott. Nussbaum di Zollikofen dedicò ad essa uno studio più completo che egli presto pubblicherà. Qui noi incontrammo le forme del ciclo pliocenico (vedi fig. 2ª, pag. 7). L'incisione avvenne per opera di un ciclo, la cui base d'erosione giaceva notevolmente più in basso, ma che, grazie alla sua durata ed alla insignificante resistenza dei materiali, determinò, tanto nelle valli laterali quanto nelle principali, forme mature, alle quali appartengono specialmente i terrazzi, splendidi e maravigliosamente regolari, i quali sono vere forme d'erosione che determinarono le sedi delle località abitate e delle vie del commercio. Specialmente nei dintorni

di Brisighella e di Fognano questi terrazzi sono nettamente sviluppati ed incidono ovunque gli strati miocenici dolcemente pendenti verso nord, e contemporaneamente mostrano la loro costituzione con materiale locale. Oggi nei terrazzi sono incastrati bellissimi meandri, specialmente belli presso Brisighella e Fognano (fig. 9ª); essi sono alquanto più maturi

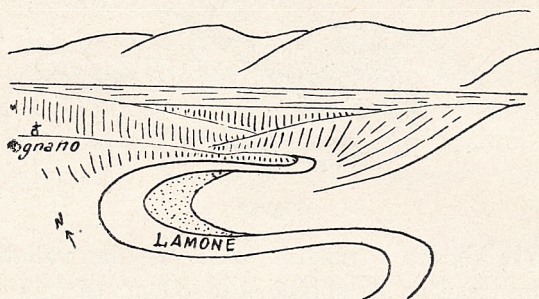



Fig. 9ª.

nel pliocene che non nel miocene; là si possono appena designare come meandri maturi (fig. 10ª) con ripiano fluviale amplificato e penisola appuntita, qui come in via di maturazione con piani fluviali ancora poco sviluppati e con lobi arrotondati ed ancora normali (fig. 11ª).

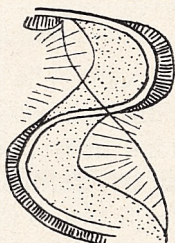



Fig. 10ª.

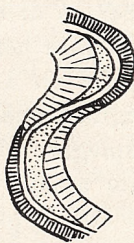



Fig. 11ª.

Il ringiovanimento nella valle principale è oggi penetrato solo fino a Maradino; là si eleva l'odierno fondo della valle a livello del vecchio terrazzo e si fonde con quello, il quale non è qui stato ancora inciso. L'approfondimento dei meandri raggiunge presso S. Martino circa 3 m., presso S. Cassiano circa 12, presso Fognano 25–30 m., presso Brisighella finalmente 40 m. Nel territorio eocenico non è ancora penetrato

il ringiovanimento recente, il quale ha determinato forme giovani nella zona miocenica, già mature nella pliocenica. Similmente il ringiovanimento è penetrato nelle valli secondarie plioceniche già fino alle regioni sorgentifere, nel miocene invece si limita al fondo delle valli, agli sbocchi ; perciò l'aspetto essenzialmente diverso delle valli laterali in queste due regioni morfologiche (fig. 12ª).

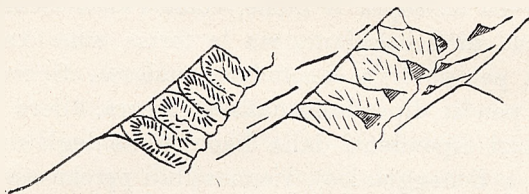



Fig. 12ª.

III. — L'Appennino principale eocenico-cretaceo.

Io ho traversato tutta questa regione lungo il Santerno. Si tratta di una regione montuosa non molto intensamente piegata, giovane, che però è profondamente e densamente incisa. Caratteristico è per essa l'aspetto giovanile delle forme in genere ed i contrasti determinati dalla diversa resistenza delle arenarie eoceniche e delle marne cretacee. Io non posso dire nulla della forma generale della regione: la nebbia mi impedì la vista ogniqualvolta mi portai in alto. Verosimilmente la regione era anche nel pliocene, allorquando il territorio miocenico veniva ridotto ad un penepiano, una regione montuosa relativamente giovane, la vera retroterra della costa pliocenica. Il distacco antico fra la retroterra e l'avanregione invecchiata si nota ancora oggi nel territorio più elevato di 200-300 m., con una salita relativamente improvvisa. Il rilevante lasso di tempo, durante il quale l'avanregione veniva incisa così intensamente e giungeva a maturità, non bastò perchè questa arrivasse alla retroterra eocenica. Talvolta qui il ringiovanimento non penetrò neppure, tal' altra le forme giovanili da esso determinate si fusero con quelle del ciclo pliocenico in un complesso omogeneo e inseparabile. Il dislivello relativo fra il livello di denudazione superiore e quello

inferiore raggiunge fino a 1000 m. Perciò i pendii sono molto ripidi, le cime piramidali o coniche, raramente spianate o tabulari, sempre isolate e circondate da selle molto più basse. Le valli racchiuse da ripidi pendii sono strette, boschive, per lo più simili a gole, così che le maggiori vie commerciali dovettero essere costruite con grandi opere d'arte. Molto raramente compaiono nelle valle ripiani, poco accentuati, simili a terrazzi. 30-40 m. sopra il fiume, come l'ansa meandrica terrazzata a sud di Scheggiano, ma le forme sono troppo piccole e rare, per poterne concludere qualcosa. Spesso discontinuità dei pendii dipendono dalla struttura, allora si trovano anche terrazzi dipendenti dalla disposizione degli strati (sopra e di fronte a Scheggianico), riconoscibili perchè essi pendono fortemente verso monte.

Nella valle del Santerno è messa allo scoperto in modo assai chiaro la struttura poco complessa della regione. L'inclinazione degli strati è in generale molto debole, la direzione per grandi tratti costante. Solo dove compaiono le meno tenaci marne cretacee è intensa una pieghettatura secondaria; così presso il km. 14 della strada; i duri banchi di arenaria eocenica, che si sfaldano prismaticamente, sono in genere con scarsa inclinazione. Presso Lo Rimessa essi pendono di 5-10° verso nord, di fronte formano un basso anticlinale, la cui gamba settentrionale scende con 30°, la meridionale con 10°; un simile debole anticlinale si trova presso Coniale. Di fronte al Marzocco è aperto uno spaccato di 2–300 m. di altezza negli strati eocenici per opera della corrosione di un meandro.

Fra Coniale e lo sbocco del rio Rovigo si trova la parte più pittoresca della valle del Santerno; qui si osservano giri meandrici piccolissimi nella roccia, racchiusi entro pendii ripidi alti da 6–8 m. Sopra Rovigo diminuiscono d'inclinazione alquanto, poichè la dura arenaria si eleva alta al di sopra del livello del fiume e al di sotto di essa sono scisti ed arenarie a sottile stratificazione e finalmente presso San Pietro marne cretacee disposte agli smottamenti e facilmente erodibili. La base di materiale liscio e molle ha anche dato origine ad una frana, i cui massi imponenti caduti giù nella valle han costretto la strada a girare con una svolta.

Avvicinandosi a San Pietro noi siamo assai meravigliati nel vedere il fiume, che poco prima rumoreggiava fra le ripe rocciose ed i massi caduti nel letto, intento ad accumulare e serpeggiare in grandi svolte su una campagna alluvionale. I pendii divengono più dolci ed assumono un aspetto caratteristico per il disfacimento di intercalazioni scistose orizzontali abbastanza potenti. Improvvisamente noi siamo sul margine di una bassura dolce e coperta di prato con valli completamente mature, dolci ed ampie e con basse colline. La bassa regione ha forma di bacino, è il bacino di Firenzuola ed è tutto costituito di marne cretacee. Da numerosi piccoli spaccati si riconosce la fragilità e la scarsa resistenza del materiale. Anche qui le piogge locali determinano, come nel pliocene, calanchi, ma le costole di questi si arrotondano presto grazie al rapido disfacimento meccanico della marna. La giacitura degli strati in causa del notevole strato di alterazione superficiale è spesso mal riconoscibile; ad oriente di Firenzuola io misurai pendenze di 40° verso NE, direzione di NO. Colpisce il contrasto fra la regione cretacea invecchiata, dolce, bassa e rivestita di prati, e quella eocenica, giovane, aspra, elevata e boscosa.

Sebbene i limiti fra eocene e creta talora sembrino indicati da una frattura (presso la Cappella Cagli Abati i banchi eocenici quasi orizzontali si addossano immediatamente agli strati marnosi fortemente dislocati, e fra i due si trova una breccia arenacea di origine forse tectonica), tuttavia l'intero bacino di Firenzuola deve la sua origine non a processi tectonici ma a processi di denudazione. Questa veduta viene confortata dai seguenti fatti: 1) la forma del bacino ed il suo aspetto sono strettamente legati alla comparsa della creta, ed il bacino stesso si estende verso nord come questa, elevandosi solo fino a 7–900 m., mentre le alture eoceniche simili a *monadnok* salgono fino a 1300 m. 2) Noi possiamo ricostruire la copertura eocenica nella sua altezza normale grazie ad isolati resti di denudazione, che si conservano natanti sulla creta e si presentano orograficamente come isole di forte pendenza e di denso bosco. Una simile isola è Poggio Pioto a sud di Firenzuola (fig. 13ª). L'altezza della superficie di de-

posito mostra che il bacino non è nè di affossamento nè di frattura, ma di denudazione. 3) Il reticolato degli affluenti del Santerno comincia per la massima parte come il Santerno stesso nel bacino di Firenzuola, ma quelli non si uniscono qui ad esso, ma traversano indipendenti la regione eocenica. Così la Diaterna di Badia, la Diaterna di Cà Buraccia, così il Sil-

Fig. 13ª.

laro al nord ed il fosso del Veccione a sud. Se il bacino di Firenzuola fosse tectonico, il più grande Santerno avrebbe potuto conservare il suo corso, ma non certamente i suoi piccoli affluenti, che si sarebbero sviluppati in direzione centripeta.

Soltanto un basso valico, il Giogo (879 m.), separa questo bacino di denudazione dal tipico bacino del Mugello, che appartiene già al versante interno dell'Appennino. Nel tratto fra il Giogo e Rifredo l' eocene pende ancora regolarmente verso nord. Altrimenti avviene dal lato meridionale del passo. La facile transitabilità di questo rese necessaria da parte dei Fiorentini possessori del Mugello la conquista del bacino di Firenzuola; così il confine verso la Romagna si portò alla stretta della valle del Santerno, difficile a passarsi e facile a difendersi. Così il bacino superiore di alimento del Santerno è morfologicamente separato dall'inferiore e l'avamposto della grande Firenze è la piccola Firenze (Firenzuola).

IV. — I bacini centroappenninici.

Come in tutte le catene della zona montuosa mediterranea e specialmente nei Carpazî, così anche negli Appennini i movimenti orogenetici degli archi esterni furono accompagnati dall'infossamento del bacino interno e dalla emersione di

masse vulcaniche. Similmente a quanto io potei dimostrare per i Carpazî (1), la prima formazione di questi bacini è presso a poco contemporanea al ripiegamento principale, quindi prepliocenica, ma la loro formazione definitiva fu determinata solo dai movimenti tectonici che sono contemporanei a quelli che causarono i movimenti in *blocco* degli altri archi, cioè, nell'Appennino, di età pliocenica. I bacini vennero già riempiti da depositi pliocenici, che sono limitati appunto solo ai bacini, i quali si presentano qui con *facies* continentale cioè di formazioni fluviali e lacustri. L'età dei depositi potè essere determinata con completa sicurezza in base alle faune plioceniche. La direzione in lunghezza dei bacini corrisponde alla direzione del ripiegamento principale dell'Appennino, ciò che convalida l'opinione che i due fenomeni stieno in rapporto fra di loro. Il bacino superiore dell'Arno è diretto da SSE a NNO, il bacino di Firenze e del Mugello da SE a NO fino ad ESE a ONO. Quando noi nella tectonica della regione circostante abbiamo riconosciuto quale accidentalità rappresenti la prima ragione della forma a bacino, o una conca od un infossamento, allora il più importante problema, sebbene non sempre solubile, si presenta, per la morfologia, quale fosse la forma primitiva della regione affondata in bacino. Abbiamo noi ancora residui dell'antica superficie poi piegata o fratturata?

Nel momento in cui si forma un bacino, chiuso tutto intorno o quasi del tutto intorno (bacino del tutto giovane), si stabiliscono due notevoli processi morfologici. I torrenti e fiumi del bacino nel loro corso superiore subiscono, per l'abbassamento del livello di base locale, un aumento di pendio; nelle parti inferiori del bacino stesso invece una diminuzione; fra le due regioni idrografiche diverse ha luogo una notevole discontinuità del pendio. Al di sopra comincia ad entrare in azione un notevole ringiovanimento, a distruggere le antiche forme superficiali ed a penetrare fino alle regioni delle sorgenti; al

(1) Sawicki (L.), *Physiographische Studien aus Westgalizien*, « Geogr. H. Aus Osterr. »,1909, VII; — *Z. Fisiografii Karpat Zachodnich,* « Archiw. nauk. Lwow. », 1909. — *Westkarpathen und Nordappenin -Eine morphologische Parallele,* « Mitt. d. geogr. Ges. Wien », 1909.

di sotto le acque, per il pendio aumentato ed il processo di ringiovanimento sono sovracaricate di materiale che depositano e così alluvionano l'antica superficie, ciò che ha luogo anche se, per una momentanea o permanente mancanza di scolo del bacino, questo viene trasformato in un lago. Nel primo caso le alluvioni assumono la struttura dei coni detritici, nel secondo quello di delta e di depositi lacustri (bacini giovani). Questi processi durano da un lato a lungo fino a che scompare la interruzione del pendio indicato o l'emissario si è approfondato al punto d'essere in grado di formarsi una nuova base d'erosione. Nell'ultimo caso il riempimento alluvionale del bacino viene inciso e si eleva in forma di terrazzi di accumulazione sopra il fondo della valle approfondita (bacini maturi); inoltre può avvenire che, nell'approfondirsi nelle alluvioni, il fiume giunga sopra una elevazione del fondo ed incida questa in modo che si mostra il caso di epigenesi.

Alla fine, data una pendenza sufficiente, viene allontanato l'intero riempimento alluvionale, e scoperta di nuovo la antica superficie resistente; soltanto singoli resti di denudazione servono a testimoniare l'antica storia (bacini vecchi). Seguita ora lo sviluppo normale, finchè nuovi movimenti della crosta terrestre determinano un nuovo sviluppo speciale.

D'altro lato il reticolato idrografico nell'affondarsi nel bacino subisce grandi modificazioni. Rispetto alla intensità e rapidità dei movimenti tectonici non tutti i membri della rete idrografica si trovano nello stesso rapporto, poichè solo i maggiori per la loro maggiore forza erosiva possono superare la contropendenza determinata nel corso inferiore da una elevazione relativa o momentanea. I piccoli torrenti non possono adattarsi alle condizioni nuovamente determinatesi, devono divenire conseguenti alla nuova forma, ed irrigare il bacino secondo le vie più brevi centripetalmente (idrografia centripetale). Lo stesso corso superiore dei fiumi maggiori si sviluppa centripetalmente, obbedendo al bacino, anche se il loro corso inferiore può vincere per la sua maggiore forza erosiva la sbarra che sta relativamente sollevandosi. Tali grandi correnti sono quindi da considerarsi nel loro corso superiore conseguenti, nell' inferiore antecedenti, rispetto alle

forme determinate dai processi tectonici. Così si spiega pure, come mostrò il Davis, la stretta relazione dei grandi fiumi con i bacini. Poichè lo scolo centripetale fa di nuovo grandi i fiumi antecedenti.

Noi possiamo quindi caratterizzare le condizioni genetiche e l'aspetto delle valli antecedenti nel seguente modo: è proprio di un fiume antecedente 1) l'avere grandezza relativamente notevole, 2) ma di non essere un fiume del tutto giovane, 3) il quale può divenir capace di vincere un sollevamento relativamente lento che abbia luogo innanzi a sè. In uno stato giovanile dell'antecedenza il corrispondente tronco fluviale è accompagnato da resti di antichi fondi di valle e da alluvioni elevate; esso traversa il recinto del bacino di regola non nel punto più basso. Questa caratteristica si attenua sempre più col maturare del tratto di valle corrispondente, ed allora noi riconosciamo un'antecedenza da altre particolarità: un tale fiume scorre di regola obliquo all'asse del sollevamento, avviene talora che vi sia una serie di maggiori fiumi paralleli che traversano questo asse, e talora noi troviamo con nostra maraviglia nelle particolarità del tratto trasversale l'affondamento di una idrografia col tipo di quella delle regioni basse; a tale categoria appartengono sbocchi intramontani di fiumi, che sorgono negli stessi bacini e là poterono più facilmente unirsi, e quindi anche meandri incastrati; specialmente degno di attenzione è se due fiumi traversano lo stesso asse di sollevamento in direzioni parallele ma opposte, ciò che non può ammettere altra spiegazione se non l'antecedenza.

Valli antecedenti possono quindi congiungere fra di loro una serie di bacini in un sistema idrografico, onde ne risulta un complesso costituito da una serie di reticolati in sè stessi indipendenti. Così la regione a bacino traversata si trova egualmente soggetta al ciclo normale, per il quale i bacini più bassi possono conservare le forme giovani di accumulazione più a lungo che i più elevati, dove per il pendio dei fiumi la loro incisione e trasporto di materiali può avvenire più rapidamente. Con regolarità quasi tipica noi possiamo seguire tutti questi fenomeni nei bacini del sistema dell' Arno.

Più esattamente io potei visitare il bacino del Mugello nei due giorni 9 e 10 giugno 1908. Esso è un bel bacino lungo 22 km. e largo in media 9, il di cui asse longitudinale corre parallelo alla direzione delle catene dell'Appennino principale (NO-SE). Il recinto di monti che lo circonda ha un'altezza relativa da 300 a 700 metri; da ogni intorno le acque si raccolgono nella Sieve la quale traversa il bacino secondo il suo asse maggiore, e tutta l'acqua della sua regione di alimento corre per gole trasversali imponenti e spesso tortuose all'Arno. Specialmente ben modellato appare il bacino, col suo fondo piano e coi ripidi, scuri contorni, verso sud.

Cosa rappresenta il bacino, come si è formato, quale è stata la sua forma primitiva? Anzitutto si deve tener per fermo, che questo bacino a differenza di quello di Firenzuola, è tectonico, ciò che si ricava di già dalla sua forma regolare a cui si aggiunge che l' intero recinto come il fondo consta del materiale medesimo ed egualmente resistente. Uno sguardo alle condizioni tectoniche mi mostrò, che sul lato nord gli strati eocenici s' immergono con forte ma regolare inclinazione sotto il bacino. In modo evidente si riconosce questo, se si percorre la strada che scende dal passo « Il Giogo » verso Scarperia; i potenti banchi arenacei nel lato sud del passo pendono di 35-40° verso sud, mentre sul lato nord sono orizzontali o pendono verso nord (cfr. pag. 18). Localmente l' inclinazione dell'eocene raggiunge 60°, ma diviene sempre più debole in direzione del bacino. Similmente potei riconoscere nella valle dell' Elsa presso Ronta, che le arenarie le quali affiorano presso la stazione ferroviaria sotto il pliocene dirette a N 30° O, verso SO s' immergono sotto al bacino con 60°; anche nella forra dell' Elsa si vede come l' eocene penda con 40° sotto le argille che si riconoscono per plioceniche grazie alle piante che contengono. Sull' intero tratto fra la valle dell' Elsa e Molezzano l' eocene, che anche qui consiste di marne grigie, pieghettate, pende di 40-80° verso SO. Questa inclinazione unitaria verso SO su di un tratto lungo 20 km. fa proprio l' impressione di una grande unica flessura lungo la quale il bacino lentamente affondò.

Del tutto diverse sono le condizioni strutturali della sponda

meridionale del Mugello. L'andamento degli strati è qui continuamente variabile tanto per ciò che riguarda la direzione, quanto per l'inclinazione. Così le arenarie compatte e le marne scistose di fronte alla stazione di S. Piero a Sieve pendono di 8-10° verso NO, in vicinanza alla valletta che esce dallo Scandalone una volta 15° NE e quindi di nuovo 35-40° SO, sotto S. Giovanni in Petrojo 20° NO (direzione N 50° E), lì presso 20° SO (direzione N 40° O); questo fa l' impressione di una estesa complicazione tectonica, di una regione di frattura. Il primitivo Mugello sembra quindi aver dovuto la sua esistenza ad un abbassamento, che ebbe luogo sul margine settentrionale per mezzo di una flessura, sul meridionale in forma di una frattura complicata.

Con ciò si potrebbe supporre che l'orlo settentrionale fosse dolce e poco elevato, il meridionale alto e ripido, poichè il processo morfologico di agguagliamento potè andare di pari passo tanto con la dolce flessura, che si andava formando, quanto con la frattura più improvvisa (fig. 14ª). Invece si ha proprio il rovescio; ciò non saprei spiegare diversamente se non pensando che l'orlo meridionale in una seconda epoca di movimenti tectonici si sia abbassato e forse ripiegato, mentre il settentrionale si elevò forse lungo una frattura longitudinale, che la forte inclinazione degli strati fa apparire verosimile (fig. 15ª). Mentre i movimenti tectonici più antichi avevano il carattere di un affossamento, il movimento più giovane è piuttosto da considerarsi come una oscillazione.

Fig. 14ª

Fig. 15ª

V' è ancora una intera serie di fatti che convalida e rende verosimile la veduta sopra esposta. 1) Ricorderò la circostanza che la massa alluvionale è più potente proprio lungo l'orlo meridionale, talchè là, quantunque i fiumi abbiano qui eroso più profondamente, non fu mai inciso il fondo, neppure in tutto il letto della Sieve, mentre nella metà settentrionale del bacino, dove i fiumi non sono ancora giunti ad un livello così profondo, questo fondo fu talora intaccato. Ciò parla in favore dell' idea che il solco più profondo del bacino non si

trova normalmente nel mezzo, ma asimmetrico lungo l'orlo meridionale. 2) A ciò corrisponde completamente la disposizione del tutto asimmetrica del reticolato idrografico; non nell'asse principale del bacino, ma lungo il margine meridionale il corso d'acqua maggiore riceve i suoi affluenti, che perciò sulla sinistra sono lunghi, sulla destra brevi. 3) Del tutto degna di attenzione e significativa è quindi anche la distribuzione e specialmente l'altimetria e la struttura del pliocene. Nella metà meridionale del bacino le formazioni plioceniche non superano l'altezza di 220 m.; diversamente avviene al nord, là esse salgono a 450 m. Io fui molto maravigliato di riscontrare presso Ronta le ghiaie plioceniche a questa altezza sui poggi. E questo non è in certo modo un singolo resto di denudazione, ma dalla valle dell' Elsa una intera cintura di alluvioni plioceniche potenti più di 80 metri, le quali talora sono conglomerate in *nagelfluh*, corre verso oriente, spesso raggiungendo l'altezza di 350-400 m. 4) Questa distribuzione altimetrica asimmetrica del pliocene è però stata causata da movimenti tectonici postpliocenici, come si ricava dal fatto che i depositi pliocenici orizzontali nel mezzo del bacino, posseggono presso il margine settentrionale una inclinazione forte e che supera spesso notevolmente quella normale dei coni di deiezione, ciò che può attribuirsi solo a cause tectoniche. Tutti questi fatti si spiegano facilmente ammettendo un movimento oscillatorio postpliocenico nel senso indicato, il quale sarebbe stato contemporaneo con il sollevamento postpliocenico del versante settentrionale dell'Appennino, e che rimarrebbe inesplicabile negando questo secondo periodo di movimenti orogenetici (1).

Sembra che il ripiegamento del Mugello non avesse una netta linea di confine, poichè uno sguardo sopra la carta orografica e geologica ci mostra: 1) che un dosso eocenico veramente notevole divide dal maggiore bacino orientale uno piccolo triangolare occidentale; 2) che sul prolungamento di questo dosso, dove esso è interrotto in vicinanza alla Sieve si trova

---

(1) Si potrebbe aggiungere 5) l'esistenza di due superficie geografiche delle quali si parlerà in altro luogo.

una serie di monti isolati ben rivestiti di bosco che si elevano di circa 100 m. al di sopra delle alluvioni del bacino (fig. 16ª).

Fig. 16ª

Anche essi constano di eocene fortemente dislocato (così io trovai presso il M. delle Capella 311 m., direzione N 30° O, immersione 30°–60° SO). Questi sono i resti di un ponte il quale era un tempo continuo fra il Poggio Muraccio e S. Piero a Sieve. Questo ponte fu distrutto, sia da processi tectonici, sia da processi erosivi; è difficile giudicare da quali. Sebbene noi troviamo alluvioni fra i singoli monti isolati, tuttavia io credo che essi sieno non forme di erosione ma pilastri (*Horst*), poichè essi sono costituiti da un materiale poco resistente.

Nel momento nel quale il bacino si affondava, i corsi d'acqua che sboccavano in esso in seguito all'affondamento del locale livello di base cominciarono ad incidere fortemente il circuito montuoso, ed ad affondare le valli; ciò avvenne specialmente nella parte settentrionale, la quale è riccamente percorsa da valli ripide, profonde e del tutto giovani. Talora si giunge a scoprire sui fianchi delle valli tracce di un ciclo più antico, così nella valle superiore dell'Elsa; un visibile terrazzo comincia presso la Colla di Casaglia (922 m.), e seguita con deboli pendenze visibile fino ad 800 m., mentre in quello spazio la valle odierna si è abbassata a 600 m. Più in basso queste forme sono già distrutte; infatti noi non possiamo nelle piccole valli rintracciare tali tracce di antiche superficie, esse sono troppo brevi. Anche sulla sponda meridionale che giace di fronte noi vediamo un maturamento, anzi quasi uno spianamento delle forme delle cime a sud di S. Piero a Sieve a 450 m. d'altezza nei dintorni di Vaglia (presso la Carza), da Trebbio a Latera. Le valli odierne sono, rispetto a quelle, affondate di circa 200 m. ed hanno raggiunto già ovunque uno

stato di maturità, ciò che noi ci spiegheremo ammettendo che la sponda meridionale sia affondata più tardi. In ogni caso la presenza di due antiche superficie della regione nel contorno del bacino è una valevole prova della esistenza già indicata di due periodi di dislocazione nella formazione del bacino (pagg. 23–24). La direzione e le condizioni di livello del suolo a forme mature presso la Carza, la sua apertura quasi a guisa di porta verso il bacino fiorentino presso Montorsoli e S. Miniato richiedono che si ponga il problema, se questo solco non rappresenti l'antico corso inferiore di un fiume che sorgeva nel versante settentrionale del Mugello, il quale più tardi fu separato dal corso superiore dall'affondarsi del bacino.

Ciò che i fiumi avevano eroso nel loro corso superiore essi depositavano, completamente per lo meno nei primi tempi, nel bacino, in forma di depositi lacustri, quando l'efflusso per un certo tempo fu interrotto, in forma di depositi fluviali quando funzionò od almeno fu in grado di portar fuori l'acqua. Se noi ricerchiamo le masse alluvionali del Mugello noi possiamo anzitutto stabilire la sovrapposizione petrograficamente anormale dei sedimenti più grossolani sui più sottili; sempre il letto è costituito da una argilla grigia plastica con resti di piante e conchiglie (fig. 17ª), il letto di ciottoli grossolani,

Fig. 17ª

mentre i fiumi nella loro prima gioventù portano materiale grossolano e poi sempre più minuto. Sebbene io non conosca il contenuto paleontologico degli strati, io li ritengo su basi morfologiche come depositi lacustri, sedimenti cioè di acque tranquille. Essi si trovano non già come *facies* profonda di formazioni costiere ciottolose, ma, per quanto sono conservate, come uno strato speciale più profondo, proprio aderente ai margini del bacino.

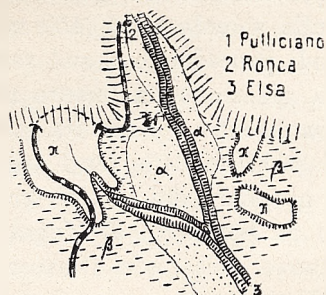
Verso l'alto queste argille per la mescolanza di numerosi banchi arenacei di colore rossastro, passano in argille im-

pure e finalmente in potenti depositi di ciottoli, dei quali, in base ai reperti di mammiferi, una parte deve considerarsi come pliocenica, una parte come quaternaria. Le ghiaie cominciano già in maggior altezza sulla sponda nord (450 m.), pendono dapprima fortemente, quindi procedendo a sud sempre più debolmente verso il bacino, giacciono finalmente nel mezzo di esso orizzontali. Il loro giacimento e struttura sono tipicamente fluviatili, come si può stabilire dalle lenti argillose e dalla speciale particolarità di giacitura dei ciottoli ecc., in più luoghi, per esempio sulla via da Scarperia al Mugello.

Oggi la massa alluvionale è di nuovo incisa, non fittamente ma regolarmente, da torrenti, i quali tutti affluiscono al corso d'acqua principale, la Sieve. Potei stabilire, che la erosione in profondità non avvenne in modo continuativo, ma in due o tre fasi, la prima delle quali già produsse l'incisione del ripiano pliocenico e lasciò questi come dossi interfluviali non del tutto piani, ondulati di aspetto simile a terrazzi (π fig. 17ª). Nelle ampie valli furono nuovamente deposte alluvioni, e queste incise dalla seconda fase erosiva, probabilmente del quaternario antico; rimasero quindi le accumulazioni precedenti come terrazzo principale (β) ai due lati delle ristrette, nuove valli. Il medesimo gioco di accumulazione ed erosione si ripetè, solo in misura più ristretta, probabilmente nel quaternario recente, onde ne risultarono il basso terrazzo (α) e i fondi recenti delle valli. Talora si è in dubbio se i terrazzi α e β sieno d'erosione nel pliocene, o di accumulazione alluvionale quaternaria, se cioè ogni fase dell'erosione in profondità è stata preceduta da una fase d'accumulazione. Un accurato studio dell'alterazione e del consolidamento delle alluvioni potrà rendere possibile la risoluzione di questo problema.

Un tipico campo di studio per questi fenomeni è dato dai dintorni del Mugello–Pulliciano–Ronta (fig. 18ª). Qui il fiume è affondato con una stretta forra profonda un 50 m., nel molto ampio e piano terrazzo α; anche gli affluenti laterali raggiungono l'Elsa in strette forre. Con piccola ripida scarpa si eleva al di sopra dell'ampio campo del basso terrazzo α il terrazzo principale β più alto di 30 m., il quale si spinge sotto forma di debole lingua presso Ronta, si espande po-

tente presso Pulliciano e occupa grande spazio nei dintorni di Mugello e gli Aglioni; la sua altezza media relativa sopra il fiume è circa + 80 m. Con pendii più erti presso Pulliciano e le Ville si eleva dal terrazzo principale un dosso (π) pliocenico interfluviale che nelle sue condizioni di inclinazione si distacca assai dal margine pure pliocenico del bacino.

Fig. 18ª

Similmente avviene presso Scarperia (figura 17ª, pag. 26). Dossi interfluviali pliocenici si spingono dolcemente verso nord, su essi salgono le strade fiorentine; essi s' immergono alla fine proprio a sud di Scarperia sotto le alluvioni e le forme del terrazzo principale β. Queste cominciano molto più in alto presso Cerliano, e giacciono qui circa 30 m. più basse che π, sul quale qui sorge Montagnano; ma la scarpa di β è più piccola di quella di π, perciò il dislivello relativo dei due raggiunge presso Scarperia già 8–10 m. e più a sud esso scompare del tutto. Il fiume corre oggi ancora circa 30–40 m. più basso del terrazzo β; sulla cui scarpata si vede talora veramente evidente un terrazzo α all'altezza di 13–20 m. Questo terrazzo si può spesso osservare, qui più evidente, là meno, sui dossi interfluviali, specialmente là dove il reticolato delle valli non è troppo denso (così per es. presso Lucigliano o presso Vicchio); sarebbe molto desiderabile una esatta sua determinazione altimetrica e rappresentazione cartografica.

La causa dell'incisione del riempimento del bacino in primo luogo e quindi la sua triplice periodicità si deve cercare, io credo, nella storia della valle trasversale antecedente della Sieve sotto Vicchio e fino a Pontassieve, valle che io sfortunatamente non potei studiare ulteriormente. Banchi resistenti o piccoli movimenti tectonici possono avere mantenuto o fatto abbassare repentinamente il livello di base della Sieve, che qui scorre in una valle matura con molti giri (che presso Dicomano circondano un rilievo quasi come isola, e spesso pre-

sentano l'aspetto di meandri) e fra alti monti che si sovrelevano fino a 800 metri.

Il bacino del Mugello si formò quindi per complicati movimenti tectonici, un ripiegamento ed una frattura, fu riempito d'alluvioni nel pliocene e più tardi e di nuovo inciso in tre fasi, forse per la sua posizione elevata. Gli altri bacini del sistema dell'Arno si trovano in altri stadî del sopradescritto ciclo di un bacino e mostrano pure speciali fenomeni che noi non abbiamo imparato a conoscere nel bacino del Mugello. Perciò alcune parole ancora di essi, sebbene io, avendoli visitati in più grossa compagnia e solo fuggevolmente, non li abbia studiati sufficientemente.

Il maggiore contrasto mostra il bacino fiorentino con la sua grande fertilità e la densa popolazione. Il suolo è del tutto piano, punto inciso, i fiumi hanno il loro letto sempre sul fondo del bacino. Ferrovie e strade percorrono questo con linee rette. Anche questo bacino consta propriamente di due metà; una minore orientale ed una più importante occidentale, separate da una parte ristretta fra S. Miniato e S. Vito da un lato, e S. Marco Vecchio e La Pietra dall'altro. Anche in questo bacino sono i pendii della sponda settentrionale più ripidi di quelli della meridionale; l'essère rettilinei sembra parli in favore della loro origine per frattura. Nel recinto si può talora riconoscere una superficie più antica con caratteri di vecchiezza e maturità, con superficie d' appianamento e *monadnok,* nella quale un ciclo più giovane ha inciso valli giovani. Questo significa certo, che il bacino di Firenze deve la sua formazione a due periodi tectonici. Anche qui il sistema dei fiumi è centripetale, mentre l'Arno è posto asimmetricamente ed antecedente nel corso inferiore. Nella giovane valle attraverso i M. Albani inferiormente a Lastra a Signa esso si volge in una stretta, nella quale noi possiamo riconoscere presso Camaione un bellissimo meandro incastrato. Anche nello sbocco intramontano dell'Ombrone noi troviamo una prova dell'antecedenza della valle trasversale.

Se il Mugello è il tipo di un bacino alluvionato e inciso fino a maturità, e il fiorentino quello di un giovane e non inciso, così il bacino pure pliocenico dell'Arno superiore rap-

presenta il tipo di un bacino colmato d'alluvioni, ma inciso solo da poco. L'alluvionamento sale molto alto sopra il livello del fiume, ma forma ancora una evidente pianura, con margine orizzontale, netto; si stacca quindi fortemente dalle alte montagne che circondano il bacino (fig. 19ª, veduta sopra Fi-

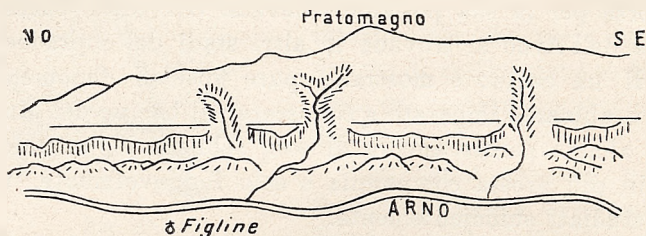



Fig. 19ª

gline verso NE) e dai bassi colli già fortemente erosi presso il fiume. Le piccole valli incise sono strette, e ripide specialmente per ciò che anche qui, come nel Mugello, sotto le resistenti alluvioni plioceniche, spesso saldate in conglomerato, è argilla grigia, la quale facilita lo scoscendere dei pendii. I maggiori fiumi (Arno, Riesco), in questi strati teneri, hanno già formato ampie pianure fluviali. Il riempimento alluvionale del bacino causa anche le belle epigenesi, come quella presso l'Incisa, dove la valle, che sopra e sotto è matura, improvvisamente assume forme giovanili.

Con ciò noi chiudiamo la nostra sezione morfologica attraverso l'Appennino settentrionale. In via generale io posso così formulare la conclusione: L'Appennino è un arco montuoso formato specialmente di arenaria, piegato fin dall'eocene e dal miocene, convesso verso NE. La catena principale è formata dai terreni eocenici e cretacei, i quali per la resistenza della roccia presentano un paesaggio giovanile, che assume un aspetto di vecchiezza nelle regioni cretacee. Avanti ad esso si trova il territorio miocenico debolmente piegato e spianato, fortemente invecchiato nel pliocene, quando si formò verso il nord una pianura costiera. Il rilevante sollevamento postpliocenico causò un notevole ringiovanimento dell'Appennino, che però nel resistente miocene non fece progressi simili a quelli fatti nel tenero pliocene. Nel quaternario ebbero

luogo due periodi di sosta nella erosione in profondità ai quali seguì per il rivivere di questa la formazione di un paesaggio di terrazzi e un sistema di valli incastrato nell'altro.

Nel lato interno dell'arco montuoso già nel tempo prepliocenico si formarono per piegamento alcuni bacini; i movimenti tectonici rappresentano certo i corrugamenti postmiocenici del lato nord. Ulteriori processi tectonici postpliocenici, che corrispondono con i sollevamenti in *blocco* del versante settentrionale, ebbero come conseguenza l'odierna conformazione dei bacini, lo sviluppo di un secondo ciclo nelle sponde e il riempimento alluvionale del fondo. La erosione in profondità dei fiumi antecedenti riunì la regione a bacini in un reticolato idrografico e causò, con le sue irregolarità, qua l'incisione delle alluvioni di colmamento fino a maturità, là in forme giovani, altrove mancò del tutto. In stretta dipendenza con le condizioni morfologiche sta la distribuzione delle località abitate, la coltivazione del suolo, la posizione delle vie di commercio. Nel versante settentrionale le linee scelte da questo sono le valli, nella regione centrale i margini dei bacini. Simili contrasti morfologici ed antropogeografici si ripetono fra le valli e i dorsi interfluviali su un lato e fra i bacini e le loro sponde dall'altro.

Non v'è alcun dubbio che l'Appennino settentrionale, tanto sotto l'aspetto corologico quanto sotto quello metodico, forma per il futuro un campo molto opportuno di studio, ed io spero soltanto che i risultati delle ricerche esposte, per sfortuna solo fuggevoli, ma non prive di risultati, possano indurre i ricercatori italiani a più esatte ed ampie indagini nel loro paese così dolce, bello e pieno di incanti.